جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره هجدهم، تابستان ۱۳۹۵

صص ۱٤۲ – ۱۲۷

بررسی شرایط سینوپتیکی و ترمودینامیکی توفان تندری منجر به سیل شدید ۲۸ تیرماه سال ۱۳۹٤ در البرز مرکزی

علی‌اکبر رسولی- استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
علی‌محمد خورشید دوست – مطالعات زیست‌محیطی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
مجتبی فخاری واحد[1]- دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹٤/۸/۲۲   تاریخ تصویب: ۱۳۹۵/۳/۲٤

چکیده

توفان‌های تندری نوعی از توفان است که عموماً با ابرهای همرفتی و معمولاً با سیلاب‌های لحظه‌ای و گاهی تگرگ و باد شدید همراه هستند. ابرهای مربوط به توفان‌های همرفتی در بیشتر مناطق مشاهده می‌شوند، اما درصد کوچکی از این توفان‌های همرفتی تولید شرایط هوای سخت و سیل‌های ناگهانی را می‌کنند و خسارات زیادی به بار می‌آورند. یکی از این توفان‌های تندری مرگ‌بار، توفان تندری ۲۸ تیرماه ۱۳۹٤ است که دارای خسارات مالی و جانی فراوانی بود. در این پژوهش به بررسی شرایط سینوپتیکی و ترمودینامیکی این توفان تندری پرداخته شده است. هدف از انجام این پژوهش پیش‌بینی احتمال وقوع توفان تندری، تعیین شدت توفان احتمالی، تعیین مکان توفان همرفتی و ارتباط آن با سامانه‌های سینوپتیکی بوده است. در این راستا از داده‌های NCEP/NCAR، تصاویر ماهواره‌ای NOVA/AVHRR، داده‌های جو بالا و نرم‌افزارهای GRADS، ENVI، RAOB و ArcGIS برای رسیدن به اهداف فوق استفاده شد. نتایج این پژوهش نشان داد که شرایط سینوپتیکی مساعد برای وقوع توفان تندری ازجمله کم‌فشار تراز دریا، ناوه تراز میانی، همگرایی رطوبت و وجود رطوبت در لایه‌های پایینی جو وجود دارد. همچنین هسته اصلی توفان که بین کرج و قزوین قرار دارد با مرکز بیشینه امگای منفی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال منطبق است. نتایج شاخص‌های ناپایداری برای ساعت 00UTC نشان داد که شاخص‌های KO، KI، JI و VT شدت ناپایداری را قوی و توفان همرفتی شدید را پیش‌بینی کرده‌اند. ٦ شاخص نیز ناپایداری(توفان همرفتی) متوسط و فقط دو شاخص توفان همرفتی ضعیف را پیش‌بینی کرده‌اند. نرم‌افزار RAOB حداکثر سرعت قائم در این ساعت را ۳۰ متر بر ثانیه برآورد کرده است که نشان‌دهنده صعود شدید و درنتیجه وقوع توفان تندری شدید است.

کلیدواژه‌ها: سیل، سینوپتیک، شاخص‌های ناپایداری، توفان تندری، البرز مرکزی.

۱ نویسنده مسئول ۰۹۱۸۹۰۹۳۳۹۳
Email: mojtaba.fakhari55@gmail.com

۱. مقدمه

توفان‌های تندری یا توفان‌های رعدوبرقی، نوعی از توفان است که عموماً با ابرهای همرفتی (ابرهای کومه‌ای) و معمولاً با سیلاب‌های لحظه‌ای و گاهی تگرگ و باد شدید همراه هستند (مورالز و آناگنوستو[1]، ۲۰۰۳: ۱). ابرهای مربوط به توفان‌های همرفتی در بیشتر مناطق مشاهده می‌شوند، اما درصد کوچکی از این توفان‌های همرفتی، تولید شرایط هوای سخت[2] را می‌کنند که شامل تورنادو، تگرگ با قطر بیش از ۲۰ میلی‌متر و بادهای شدید با سرعت بیش از ۲٦ متر بر ثانیه می‌شود. به‌علاوه درصد بیشتری از این توفان‌های همرفتی می‌توانند بارانی تولید کنند که باعث ایجاد سیل‌های ناگهانی[3] شود، به‌خصوص اگر در حوضه‌های مستعد ریزش کند (بارنز[4]، ۲۰۱۰: ۲). سیل‌های ناگهانی، آب‌گرفتگی خطرناکی است که به دلیل بارش شدید باران در منطقه‌ای کوچک در چندین ساعت و کمتر اتفاق می‌افتد. این سیل‌ها یکی از فراوان‌ترین انواع مخاطرات تولید شده توسط توفان‌های همرفتی هستند که پیش‌بینی آن‌ها بسیار دشوار است (بارنز، ۲۰۱۰: ۲). چراکه این توفان‌های شدید، رویدادهای محلی هستند و معمولاً نسبت به سیکلون‌های مناطق حاره‌ای در مناطق کوچک‌تری اثر می‌گذارند. اساساً حرکات عمودی در جو کلید بیشتر خصوصیات سیستم‌های همرفتی است. ازاین‌رو پیش‌نیاز اولیه برای تشکیل توفان‌های تندری رطوبت بالا، دمای بالا، جو ناپایدار، ساختار مناسب بادهای تراز بالا و سازوکار صعود برای شروع فعالیت‌های همرفتی است (رسولی، ۱۹۹٦: ۱۸). هرچند که الگوهای سینوپتیکی شرایط مناسب برای توسعه توفان‌های تندری را فراهم می‌کنند (رسولی، ۱۹۹٦: ۲۲). اما سطوح خشکی، منابع آبی و ارتفاعات در ایجاد، توسعه و تشدید چنین سیستم‌هایی می‌توانند نقش مهمی را ایفا کنند (چانگنون و چانگنون[5]، ۲۰۰۳: ٤۸۹). مطالعه توفان‌های تندری و پدیده‌های همراه آن‌ها نظیر آذرخش، پیچند، تگرگ، بادهای شدید و بارش‌های سنگین به دلیل خسارات بسیاری که به وجود می‌آورند، دارای اهمیت است. به‌عنوان‌مثال توفان‌های تندری در طی سال‌های ۱۳۷۵ تا ۱۳۸٤ بالغ بر ۲۸ میلیارد ریال به اقتصاد کشاورزی شهر اهر و روستاهای تابعه خسارت وارد کرده است (جلالی و همکاران، ۱۳۸۵: ۲۰) و در دوره ۲۰۰۱ تا ۲۰۰٦ در خوزستان ۲۳ نفر تلفات داشته است (عسگری و محبی، ۱۳۸۹: ۱۱۱). یکی از این توفان‌های تندری مرگ‌بار، توفان تندری تیرماه ۹٤ است که دارای خسارات مالی و جانی فراوانی بود. در عصر (حدود ساعت ۱۹)روز ۲۸ تیرماه ۱۳۹٤ پایتخت و ۸ استان کشور (البرز، خراسان شمالی،زنجان، سمنان، قزوین، کردستان، کرمان و مازندران) را توفان شدیدی در برگرفت. سیلابی که تلفات جانی و مالی زیادی را به بار آورد و هنوز مسئولان برآورد دقیقی از میزان خسارت آن در دست ندارند و خبرگزاری‌های مختلف آمار متفاوتی

1 Morales and Anagnostou
2 Sever Weather
3 Flash Floods
4 Barnes
5 Changnon and Changnon

را گزارش کرده‌اند. این توفان تندری و توفان‌های تندری مشابه دارای خسارات مالی و جانی زیادی هستند. ازاین‌رو پیش‌بینی مکان دقیق و شدت توفان‌های همرفتی بر مبنای توسعه و نظارت مسیر حرکت برای اخطار دادن به موقع لازم و ضروری است (پاجک و همکاران[1]، ۲۰۰۸: ۱). در این پژوهش علاوه بر پیش‌بینی احتمال رخداد توفان تندری، شدت توفان با استفاده از شاخص‌های ناپایداری تعیین گردید و مکان‌های دارای رخداد توفان‌های همرفتی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای مشخص شد. درنهایت ارتباط موقعیت توفان با سامانه‌های سینوپتیک مورد بررسی قرار گرفت. تاکنون مطالعات متعدد و متنوعی در مورد توفان‌های تندری و توفان‌های همرفتی صورت گرفته است که به‌اختصار به برخی از آن‌ها اشاره می‌شود. آدلر و فن[2] (۱۹۷۸) با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای به بررسی توفان‌های تندری شدید در آمریکا پرداخته‌اند. هدف آن‌ها توسعه یک روش برای تشخیص و نمایش توفان‌های تندری شدید و مطالعه خصوصیات این توفان‌ها بوده است. آن‌ها برای انجام این کار از داده‌های مادون قرمز ماهواره زمین ثابت استفاده کردند. نتایج آن‌ها نشان داد که کمترین دمای مشاهده شده در بالای ابر، با مشاهدات زمینی تگرگ و تورنادو همراه بوده است. لویزانی و ستواک[3] (۱۹۹٦) با استفاده از مشاهدات ماهواره‌ای چند طیفی و با رزولوشن بالا به مطالعه ابرهای سیروس شکل گرفته در بالای توفان‌های تندری پرداختند. آن‌ها از داده‌های باندهای ۲،۳ و ٤ ماهواره مدار قطبی NOAA/AVHRR برای رسیدن به هدف خود استفاده کردند. جنیو[4] (۲۰۰۰) در پژوهشی با استفاده از داده‌های مشاهده شده و شبیه سازی شده به بررسی ساختار توفان‌های همرفتی حاره‌ای پرداخته است. او پژوهش خود را با استفاده از داده‌های حسگر TMI و LIS ماهواره TRMM و نیز با استفاده از داده‌های نیمرخ جو به سرانجام رسانده است و اختلاف بین توفان‌های همرفتی همراه با رعد و برق و بدون رعد و برق و همچنین تفاوت توفان‌های همرفتی اقیانوسی و قاره‌ای را به دست آورده است. پاجک و همکاران[5] (۲۰۰۸) با استفاده از محصولات مختلف ماهواره‌ای، به نمایش و آشکارسازی یک نمونه توفان شدید همرفتی در لهستان که همراه با باد، رعدوبرق و باران شدید بود پرداختند. آن‌ها برای انجام این کار از داده‌های مادون قرمز، بخار آب و باند مرئی تصاویر ماهواره‌ای متئوست ۹، شاخص‌های ناپایداری و داده‌های باد استفاده کردند. آن‌ها با استفاده از این محصولات مراحل شروع، توسعه و بلوغ این توفان را مطالعه و خصوصیات مختلف این مراحل را با استفاده از باندهای مختلف نشان دادند. سپس مناطق دارای همرفت عمیق را مشخص کردند.گاتلیب[6] (۲۰۰۹) در پژوهشی به تحلیل شاخص‌های ناپایداری برای توفان‌های تندری شدید در شمال شرق ایالات متحده آمریکا در فاصله زمانی بین ژوئن تا آگوست در دوره آماری ۲۰۰۷–۱۹۹۸ می‌پردازد. او از

---

1 Pajek et al.
2 Adler and Fenn
3 Levizzani and Setva
4 Genio
5 Pajek et al.
6 Gottlieb

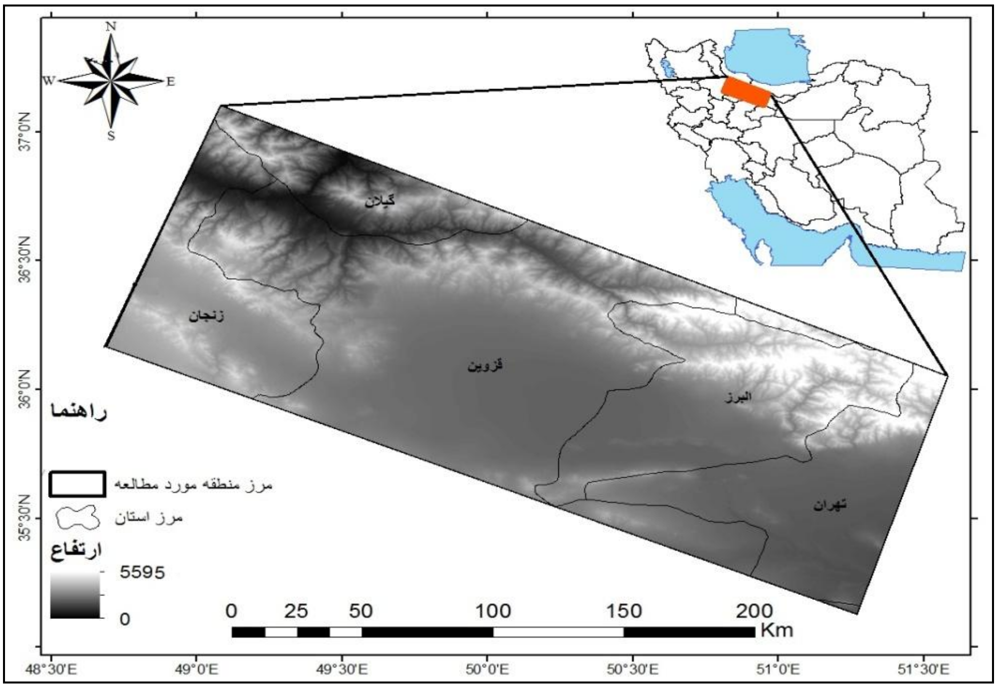
شاخص‌های ناپایداری شوالتر، شاخص صعود، شاخص K، شاخص SWEAT، مجموع مجموع‌ها، CAPE، CIN و تراز تعادل فشار و داده‌های جو بالای ۸ ایستگاه استفاده کرده است و در پایان بیان می‌دارد که شاخص‌های صعود و CAPE برای پیش‌بینی این توفان‌ها در شمال شرق آمریکا دارای عملکرد بهتری هستند. نیسی و همکاران[1] (۲۰۱۲) از ترکیب داده‌های ماهواره‌ای، رادار و مدل‌های پیش‌بینی عددی برای تشخیص و پیش‌بینی توفان‌های همرفتی شدید در منطقه آلپ استفاده کردند. هدف آنها از انجام این پژوهش افزایش دقت پیش‌بینی توفان‌های همرفتی بر روی مناطق دارای توپوگرافی پیچیده بوده است. آنها با این داده‌ها توانستند توفان را تا ۲۰ دقیقه قبل از رسیدن به درجه شدید پیش‌بینی کنند. سجادی (۱۳۸۷) به تحلیل ترمودینامیکی و سینوپتیکی بارش‌های سیلاب ساز استان کرمانشاه پرداخته و نتیجه می‌گیرد که علاوه بر وجود شرایط سینوپتیکی مناسب در نمونه‌های مطالعاتی، بیان می‌دارد که آستانه آب قابل بارش، شاخص CAPE، KI و SI برای وقوع سیل به ترتیب برابر با ۳۵ میلی‌متر، J/kg ۱۰۰۰، C ۲٤ و ۱- درجه سلسیوس است. میرموسوی و اکبرزاده (۱۳۸۸) به مطالعه شاخص‌های ناپایداری در تشکیل تگرگ در ایستگاه هواشناسی تبریز پرداخته‌اند. آنها این پژوهش را با استفاده از شاخص‌های CCL، LCL و KI به انجام رسانده‌اند و نتیجه می‌گیرند که هر اندازه سطح یخبندان کمتر از ۳۰۰۰ متر باشد، احتمال وقوع تگرگ کمتر و هرچقدر فاصله سطح یخبندان تا قله ابر زیاد باشد، احتمال وقوع تگرگ بیشتر خواهد شد. موسوی بایگی و اشرف (۱۳۸۹) به مطالعه و بررسی نمایه قائم هوای منجر به بارندگی‌های مخرب تابستانه در مشهد می‌پردازند و مقادیر شاخص‌های ناپایداری SI،CAPE و KI را برای یکی از نمونه‌های شدید به ترتیب ۹۵۳/٤، ٤/٦٧- و ۳۵/۳۰ به دست آورده‌اند که هر سه معرف ناپایداری شدید هوا هستند. صالحی (۱۳۹۰) و صالحی و همکاران (۱۳۹۳) در پژوهشی با استفاده از داده‌های جو بالای مشهد به بررسی شاخص‌های ناپایداری هنگام وقوع ناپایداری‌های شدید می‌پردازد و نتیجه می‌گیرند که ترکیب شاخص صعود (LI) و انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی (CAPE) و همچنین شاخص صعود و سطح تعادل، بهترین شاخص‌های ترکیبی برای مشخص کردن توفان‌های تندری شدید هستند. برنا و فاخر نسب (۱۳۹۱) با استفاده از شاخص‌های ناپایداری K، Li و LCL به بررسی وقوع توفان‌های تندری در ایستگاه دزفول پرداخته‌اند. حلبیان و همکاران (۱۳۹۱) به تحلیل همدید سیلاب فروردین ۱۳۸۸ در قم می‌پردازد و ادغام کم‌فشار دریای سرخ و مدیترانه، کژفشاری شدید و انتقال رطوبت از مدیترانه، دریای سرخ و خلیج‌فارس به منطقه را عامل ایجاد سیل بیان کرده است. کرمپور و همکاران (۱۳۹۲) با استفاده از نقشه‌های تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به بررسی الگوهای همدید بارش‌های سیل‌آسا در استان لرستان پرداختند و چهار الگو برای ایجاد این بارش‌ها مشخص کردند. ایران پور و حنفی (۱۳۹٤) در تحلیل همدیدی و ترمودینامیکی توفان‌های تندری در ایستگاه هواشناسی همدان عوامل جبهه‌ای و ساختار ترمودینامیکی را عامل ایجاد این توفان‌ها معرفی کرده‌اند.

1 Nisi et al

پژوهش‌هایی که در خارج از کشور و با تصاویر ماهواره‌ای صورت گرفته است عمدتاً با هدف پیش‌بینی کوتاه مدت[1] توفان، تعیین گسترش عمودی و افقی توفان، تعیین موقعیت دقیق مراکز همرفتی و پایش توفان استفاده شده است. اما در پژوهش‌هایی که در ایران انجام شده است عمدتاً شرایط سینوپتیکی و ترمودینامیکی و نتایج برخی شاخص‌های ناپایداری مورد ارزیابی قرار گرفته است. ازاین‌رو در این پژوهش علاوه بر بررسی شرایط سینوپتیکی و ترمودینامیکی، با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای موقعیت مراکز دارای همرفت شدید، گسترش عمودی و افقی ابرهای همرفتی برای توفان تعیین شد.

۲. منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه بین طول‌های جغرافیایی ٤٨ درجه و ٤٠ دقیقه تا ٥١ درجه و ٣٤ دقیقه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ٣۵ درجه و ۰٧ دقیقه تا ٣٧ درجه و ۰٦ دقیقه شمالی واقع شده است و شامل بخش‌هایی از استان‌های تهران، قزوین، زنجان، گیلان و استان البرز است. این منطقه شامل دامنه جنوبی کوه‌های البرز و دشت‌های منتهی به این دامنه‌ها است (شکل ۱).



شکل ۱ منطقه مورد مطالعه

1 Nowcasting

۳. مواد و روش‌ها

پژوهشگران عقیده دارند که برای نشان دادن و مطالعه توفان‌های همرفتی یا توفان‌های تندری باید از همه منابع داده در دسترس استفاده کرد و از اعتماد به یک منبع داده (مثلاً تصاویر ماهواره‌ای به صورت خاص) پرهیز کرد (کلیموسکی و بانکرز[1]، ۲۰۰۲: ۱۱۱۷). ازاین‌رو در این پژوهش از داده‌های مختلف برای مشخص کردن شدت، مکان و گسترش توفان و ارتباط آن با سیستم‌های سینوپتیکی استفاده شده است. چراکه پایه و اساس درک کردن و فهمیدن شرایطی که توفان‌های شدید و سیل‌های ناگهانی در آن رخ می‌دهد به تغییرات دما، رطوبت و باد از سطح زمین تا بالای تروپوسفر دارد (بارنز[2]، ۲۰۱۰: ۲). در ابتدا به بررسی شرایط سینوپتیکی منجر به رخداد توفان تندری شدید ۲۸ تیر ماه در لایه‌های مختلف پرداخته می‌شود. چراکه الگوهای سینوپتیکی شرایط مناسب برای توسعه توفان‌های تندری را فراهم می‌کنند (رسولی، ۱۹۹۶: ۲۲) و همچنین رخداد توفان‌های تندری منعکس کننده کنترل سیستم‌های هوای سینوپتیک و بزرگ مقیاس بر روی پراکندگی توفان‌های تندری است (چانگنون و چانگنون ، ۲۰۰۳: ٤۸۹). سپس با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای NOAA/AVHRR به بررسی پراکنش ابرهای تشکیل شده بر روی ایران و ارتباط آن با سیستم‌های سینوپتیکی و ناپایداری‌های حاصل از آن پرداخته می‌شود. زیرا تصاویر ماهواره‌ای در باندهای مرئی ۱۲/۵–۱۰ میکرومتر مشاهدات مفیدی را در مورد سندان‌های توفان‌های تندری فراهم کرده است (ستواک و همکاران[3] ، ۲۰۰۳: ٦۰۸). همچنین ابرهای همرفتی عمیق به‌عنوان نقاط روشن در تصاویر مادون قرمزمشخص می‌شوند (بچلر و همکاران[4]، ۲۰۱٤: ۳۹۷). از طرفی رخداد توفان‌های تندری مربوط به شرایط هوای شدید (ترنادو، تگرگ و بادهای شدید) ارتباط زیادی با شدت همرفت دارد و یکی از مهمترین شاخصه‌های سنجش شدت همرفت، دمای بالای ابر و یا فشار بالای ابر است (آلدر و فن ، ۱۹۷۸: ۱). ازاین‌رو با محاسبه دمای روشنایی، دمای بالای ابر محاسبه شد و هسته‌های سرد(همرفت عمیق) مربوط به توفان‌های تندری بر روی تصاویر ماهواره‌ای مشخص شد و ارتباط آن با سیستم‌های بزرگ سینوپتیکی مورد بررسی قرار گرفت.

جدول ۱ مشخصات تصویر مورد استفاده از ماهواره NOAA

تصویر	زمان به وقت گرینویچ	زمان به وقت محلی	فاصله زمانی با رخداد توفان در منطقه
NOAA/AVHRR/1B	۱۲:۵۰	۱٦:۲۰	-۰۲:٤۰

درنهایت با استفاده از داده‌های جو بالا به بررسی چینش عمودی باد و تغییرات قائم دما و رطوبت پرداخته شد و همچنین با استفاده از این داده‌ها شاخص‌های ناپایداری و شاخص‌های پیش‌بینی کننده شدت توفان‌های تندری

1 Klimowski and Bunkers
2 Barnes
3 Setvák et al
4 Buechler et al

که شامل شاخص‌های SI[1]، K[2]، LI[3]، TT[4] و SWEAT[5] می‌باشند مورد بررسی قرار گرفتند. داده‌های مدل و مشاهده‌ای نشان می‌دهند که مجموع تاوایی برشی باد[6] بین صفر تا ٦ کیلومتری سطح زمین برای رخ دادن توفان‌های چند سلولی باید بین ۱۰ تا ۱۵ متر بر ثانیه باشد (کلیموسکی و بانکرز، ۲۰۰۲: ۱۱۱۱). همچنین اگر مقدار شاخص‌های های ناپایداری از آستانه خاصی بیشتر یا کمتر شوند احتمال وقوع توفان‌های تندری به مقدار قابل توجهی افزایش پیدا می‌کند. ازاین‌رو اندازه شاخص‌های ناپایداری مذکور برای رخداد توفان تندری ۲۸ تیر ۱۳۹٤ استخراج و نتایج آن به همراه سایر نتایج به دست آمده تجزیه و تحلیل شد. در این پژوهش شاخص‌های بالا به همراه با شاخص‌های CAPE[7]، KO[8]، MVV[9]، JI[10]، TI[11]، TQ، VGP[12] و VT[13] در نرم‌افزار RAOB محاسبه شدند. در این نرم‌افزار برای این شاخص‌ها آستانه پایین و بالایی در نظر گرفته شده است(جدول ۲) که با استفاده از این شاخص‌ها می‌توان شدت ناپایداری و توفان‌های تندری را مشخص کرد.

جدول ۲ آستانه‌های مختلف برای شاخص‌های ناپایداری (پیکربندی پارامترهای آب و هوای شدید[14] نرم‌افزار RAOB)

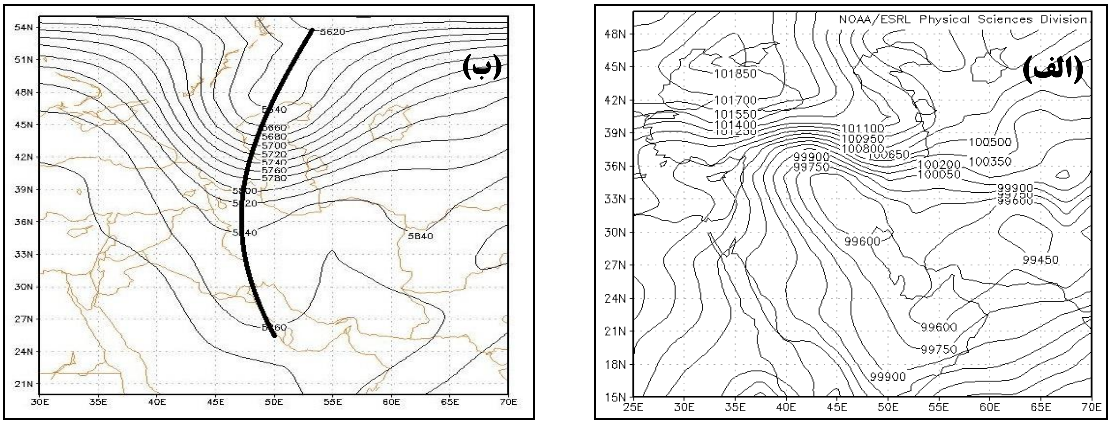
شاخص	ضعیف	متوسط	قوی
CAPE Total	<۱۰۰۰	۲۵۰۰-۱۰۰۰	>۲۵۰۰
CT - Cross Totals	<۱۸	۲۵-۱۸	>۲۵
JI - Jefferson Index	<۲۰	۳۰-۲۰	>۳۰
K Index	<۲۵	۳۵-۲۵	>۳۵
KO Index	>٦	۲-٦	<۲
LI - Lifted Index	>-3	-3--5	<-5
SI - Showalter Index	>٤	-٤-٤	-٤<
SWEAT Index	<۳۰۰	٦۰۰-۳۰۰	>٦۰۰
TQ Index	<۱۲	۱۷-۱۲	>۱۷
TT - Total Totals	<٤٥	٥٥-٤٥	>٥٥
VGP - Vorticity Generation Parameter	<۰/۱٥	۰/۲۳-۰/۱٥	>۲/۳
VT - Vertical Totals	<۲۰	۲٦-۲۰	>۲٦

1 Showalter Index(SI)
2 K Index(K)
3 Lifted Index(LI)
4 Total Totals Index (TT)
5 Severe Weather Threat Index (SWEAT)
6 Wind Shear
7 Convective available potential energy (CAPE)
8 KO- Index- European Thunderstorm Index
9 Maximum Vertical Velocity
10 Jefferson Index (JI)
11 Thompson Index (TI)
12 Vorticity Generation Parameter
13 Vertical Totals
14 Severe Weather Parameter Configuration Table

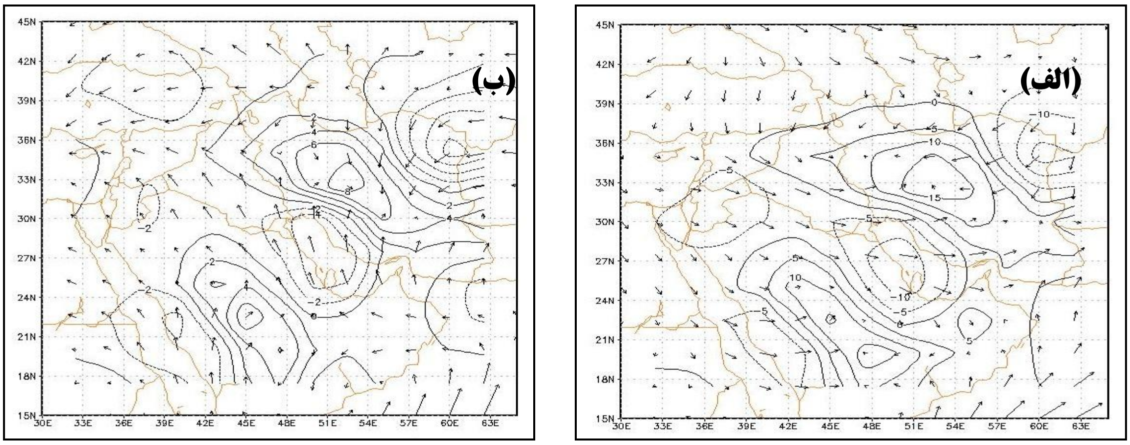
٤. بحث و نتایج

بررسی شرایط سینوپتیکی

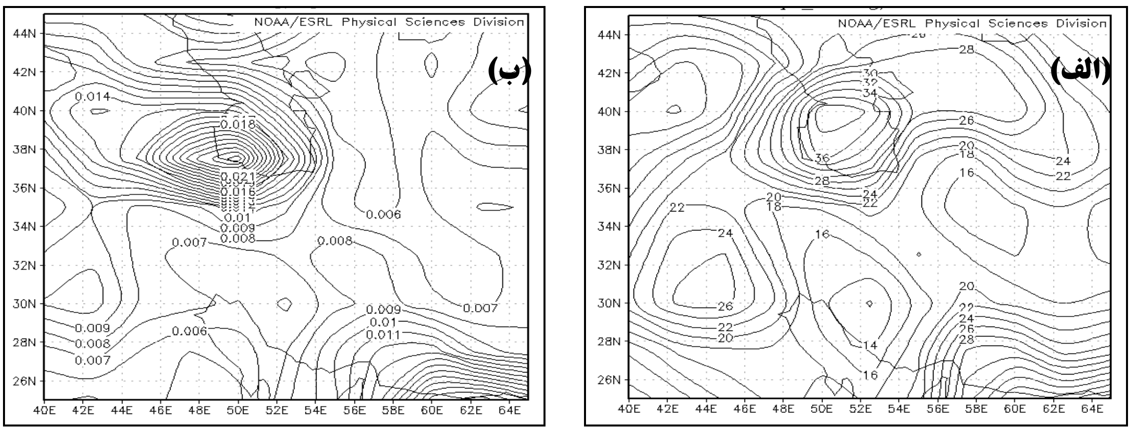
شکل ۲ نقشه فشار تراز دریا (الف) و ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (ب) را نشان می‌دهد. همانطور که در قسمت الف این شکل مشاهده می‌شود، در تراز دریا دو سلول کم فشار در جنوب غرب و جنوب شرق ایران و یک مرکز پر فشار نیز با فشار مرکزی ۱۰۱۸ هکتوپاسکال درشمال دریای سیاه مستقر است. موقعیت قرار گیری کم فشار مستقر بر روی جنوب غرب ایران و پر فشار مستقر بر روی دریای سیاه به طوری است که باعث ایجاد گرادیان فشار شدیدی بر روی شمال و شمال غرب ایران شده است که درنتیجه باعث ایجاد ناپایداری در این منطقه شده است. در عرض‌های میانه عموماً شرایط ناپایداری همراه با استقرار ناوه‌ها و شرایط پایداری همراه با استقرار پرفشارها است. همانطور که در شکل ۲- ب مشخص است در این روز در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ناوه عمیقی در غرب ایران مشاهده می‌شود که تا سواحل جنوبی خلیج فارس کشیده شده است. در این روز بیشتر مناطق ایران به‌خصوص استان‌های تهران، کرج، مازندران و گیلان که دارای بارندگی شدید و سیل بوده‌اند، در جلو این ناوه قرار گرفته‌اند. همچنین در ترازهای ۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال در مرکز، غرب، شمال و شمال غرب ایران دارای همگرایی رطوبت بوده است (شکل ۳). با این حال نقشه پراکنش آب قابل بارش و نم ویژه در این روز نشان می‌دهد که مرکز بیشینه آب قابل بارش بر روی دریای مازندران قرار دارد و نواحی شمالی، شمال غربی و بخش‌هایی از شمال شرق ایران نیز دارای آب قابل بارش زیادی هستند. مقدار آب قابل بارش برای نواحی شمالی ایران بین ٢٤ تا ٣٤ میلی‌متر است. همچنین بیشینه نم ویژه در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر روی جنوب غرب دریای مازندران و گیلان قرار دارد که مقدار آن از ۲۱گرم در کیلوگرم فراتر رفته است. این مرکز بیشینه نواحی شمالی و شمال غربی ایران را در بر گرفته است (شکل ٤). بنابراین در این روز هوای مرطوب در لایه‌های پایینی جو و شرایط ناپایداری در ترازهای پایینی و میانی جو (۵۰۰hpa)در مقیاس سینوپتیک برای وقوع توفان تندری فراهم است.



شکل ۲ قسمت (الف) فشار تراز دریا و قسمت (ب) ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۱۲ به وقت گرینویچ

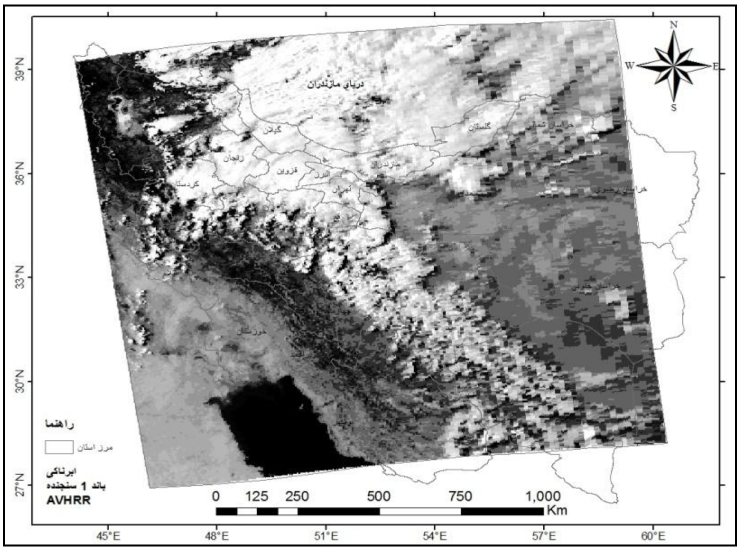


شکل ۳ نقشه همگرایی جریان رطوبت در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (الف) و ۸۵۰ هکتوپاسکال (ب) در ساعت ۱۲ به وقت گرینویچ

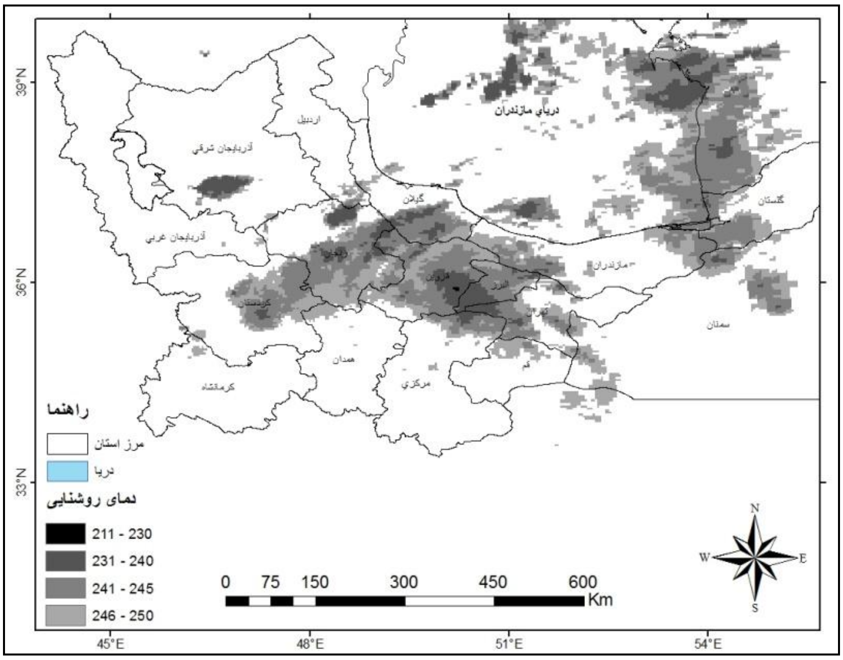


شکل ٤ نقشه مقدار آب قابل بارش (الف) و نم ویژه (ب) در تراز ۱۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۱۲ به وقت گرینویچ

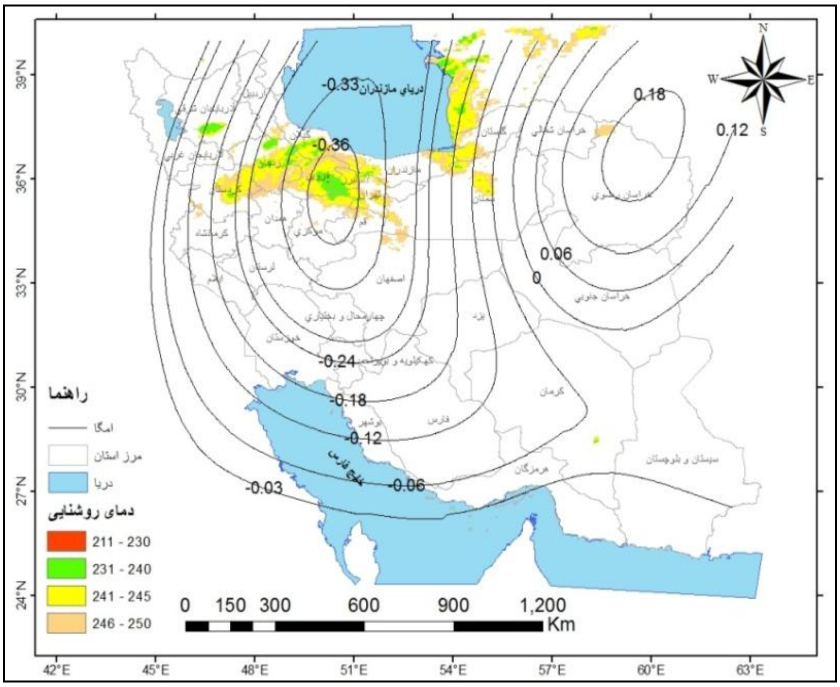
شکل ٥ گسترش ابرها در ۲۸ تیر ماه ۱۳۹٤ در باند ۱ سنجنده AVHRR برای ساعت ۱۲:٥۰ به وقت گرینویچ را نشان می‌دهد که درآن ابرها به رنگ سفید دیده می‌شوند. همانطور که در این تصویر مشخص است، آسمان استان‌های کردستان، زنجان، قزوین، البرز، تهران، مازندران، گیلان، سمنان، گلستان و آذربایجان شرقی دارای پوشش ابر هستند. اما طبیعتاً همه این ابرها، ابرهای همرفتی و دارای ضخامت زیاد و بارندگی نیستند. ازاین‌رو با محاسبه دمای روشنایی، ابرهایی که دمای بالای آنها کمتر از ۲٥۰ درجه کلوین بود، مشخص شدند (شکل ٦). همانطور که در شکل ٦ مشخص است این توفان دارای چندین مرکز همرفتی عمیق است. این مراکز همرفتی در استان‌های کردستان، آذربایجان شرقی، زنجان، گیلان، قزوین، البرز، تهران و سمنان دارای ابرهایی با دمای کمتر از ۲٤۰ درجه کلوین هستند. به عبارتی این ابرها تا ارتفاع ۲٥۰ هکتوپاسکال (۱۱کیلومتری) و بالاتر گسترش یافته‌اند. اما به نظر می‌رسد مرکز اصلی توفان، مرکز همرفتی باشد که بین استان‌های البرز و قزوین قرار دارد، زیرا بیشینه امگای منفی و کمینه دمای روشنایی ابر در این منطقه واقع شده است. همچنین این مرکز همرفتی نسبت به دیگر سلول‌ها از گسترش افقی و عمودی بیشتری برخوردار است. دمای بالای ابرهای این سلول به کمتر از ۲۳۰ درجه کلوین می‌رسد که با توجه به نیمرخ دمایی ایستگاه مهرآباد تا ارتفاع بیش از ۱۲ کیلومتری گسترش یافته است. با روی هم قرار گیری دمای بالای ابرها و امگای تراز ٥۰۰ هکتوپاسکال مشخص شد که تمام سلول‌های همرفتی در مناطقی گسترش یافته‌اند که دارای امگای منفی بوده است و مرکز این امگای منفی بین استان‌های البرز و قزوین و منطبق بر هسته اصلی توفان است (۲:٤۰ دقیقه قبل از رخداد سیل در شمال کرج) (شکل ۷).



شکل ٥ گسترش ابرها در ۲۸ تیر ماه ۱۳۹٤ در باند ۱ سنجنده AVHRR برای ساعت ۱۲:٥۰ به وقت گرینویچ



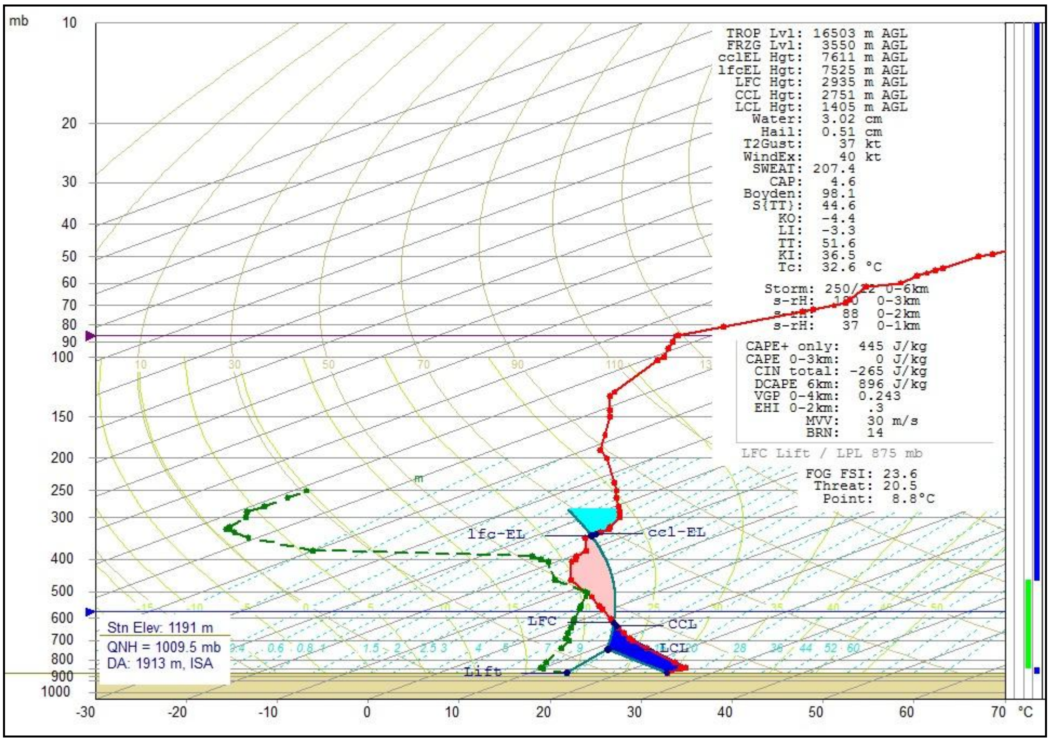
شکل ٦ *پراکنش ابرهای با دمای روشنایی کمتر از ۲۵۰ درجه کلوین در ساعت ۱۲:۵۰ به وقت گرینویچ*



شکل ۷ ابرهای با دمای روشنایی کمتر از ۲۵۰ درجه کلوین به همراه امگا تراز ۵۰۰Hpa در روز ۲۸ تیر ۱۳۹٤ در ساعت۱۲ به وقت گرینویچ

بررسی شرایط ترمودینامیکی و شاخص‌های ناپایداری

بررسی نمودار اس کیوتی مربوط به ایستگاه مهرآباد در ساعت ۰۰ به وقت گرینویچ (ساعت ۳/۵ به وقت تهران) درشکل ۸ و نتایج شاخص‌های پیش‌بینی کننده توفان در این ایستگاه در جدول ۳ نشان داده شده است. در بین شاخص‌های پیش‌بینی کننده، شاخص‌های KO، KI، JI و VT شدت ناپایداری را قوی و توفان همرفتی شدید را پیش‌بینی کرده‌اند. ٦ شاخص(CT، LI، SI، TQ، TT و VGP) نیز ناپایداری (توفان همرفتی) متوسط و فقط دو شاخص (SWEAT و CAPE) توفان همرفتی ضعیف را پیش‌بینی کرده‌اند. به نظر می‌رسد که با استفاده از این شاخص‌ها می‌توان احتمال رخداد توفان‌های تندری شدید را با دقت بالایی مشخص کرد. نرم‌افزار RAOB حداکثر سرعت قائم (MVV) را برای این ساعت ۳۰ متر بر ثانیه پیش‌بینی کرده است. ازاین‌رو با توجه با ساختار قائم جو می‌توان انتظار داشت که در صورت وقوع توفان تندری، بیشینه سرعت قائم آن به ۳۰ متر بر ثانیه برسد، که نشان دهنده وقوع توفان تندری شدید است.



شکل ۸ نمودار Skew-T برای ساعت ۰۰ به وقت گرینویچ برای ایستگاه تهران- مهرآباد در روز ۲۸ تیر ۱۳۹٤

جدول ۳ اندازه شاخص‌های پیش‌بینی کننده توفان تندری برای ساعت ۰۰ به وقت گرینویچ برای ایستگاه تهران–مهرآباد در روز ۲۸ تیر ۱۳۹٤

شاخص	ضعیف	متوسط	قوی
CAPE Total	٤٤٥		
CT - Cross Totals		۱۸/۳	
JI - Jefferson Index			۳۱
K Index			۳٦/٥
KO Index			-٤/٤
LI - Lifted Index		-۳/۳	
SI - Showalter Index		-۱/۸	
SWEAT Index	۲۰۷/٤		
TQ Index		۱٦	
TT - Total Totals		٥۱/٦	
VGP - Vorticity Generation Parameter		۰/۲٤۳	
VT - Vertical Totals			۳۳/۳
Maximum Vertical Velosity(MVV)			m/s۳۰

۵. نتیجه‌گیری

شرایط سینوپتیکی از جمله فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، همگرایی رطوبت و پراکنش رطوبت در لایه‌های پایینی جو در این روز نشان از وجود شرایط مناسب برای وقوع توفان تندری دارد. چراکه در تراز دریا گرادیان شدید فشاری در شمال و شمال غرب ایران وجود دارد که باعث ایجاد ناپایداری شدید در این منطقه می‌شود. در ترازهای میانی از جمله ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز ناوه عمیقی در غرب ایران گسترش یافته که تا خلیج فارس کشیده شده است و ناپایداری حاصل از آن که با امگای منفی مشخص شده است، تمام مناطق شمالی، غربی و شمال غربی ایران را در بر گرفته است. نقشه‌های همگرایی رطوبت نیز در لایه‌های ۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال در مناطق مرکزی، شمالی، شمال غربی و غربی ایران همگرایی رطوبت را نشان می‌دهند. ازاین‌رو شرایط مناسب سینوپتیکی برای وقوع توفان تندری فراهم است. به عبارت دیگر در این شرایط بستر اولیه برای رخداد توفان فراهم است. این نتایج با نتایج پژوهش‌های حلبیان و همکاران (۱۳۹۱)، ایران پور و حنفی (۱۳۹٤)، کرمپور و همکاران (۱۳۹۲) و سجادی (۱۳۸۷) همخوانی دارد. اما در چنین شرایط سینوپتیکی، شرایط برای وقوع هر نوع توفان تندری و با شدت‌های مختلف می‌تواند وجود داشته باشد، بنابراین برای بررسی شدت توفان و احتمال پیش‌بینی شدت و تعیین مکان دقیق آن از داده‌های جو بالا و

تصاویر ماهواره‌ای کمک گرفته شـد. در تصـاویر مـاهواره‌ای مشـخص شـد کـه چنـدین توفـان همرفتـی در استان‌های البرز، قزوین، تهران، زنجان، کردستان، گیلان، سمنان، گلستان و آذربایجان شـرقی وجـود دارد کـه هسته اصلی توفان بین استان‌های البرز و قزوین قرار دارد (۲:٤۰ دقیقه قبل از رخـداد سـیل در شـمال کـرج)، چراکه کمترین دمای بالای ابرها در این بخش مشاهده شده است که به کمتر از ۲۳۰ درجه کلوین می‌رسد. بـا توجه به دمای بالای ابرها به نظر می‌رسد که هسته اصلی این توفان تـا ارتفـاع بـیش از ۱۲ کیلـومتر گسـترش یافته باشد. این نتایج با نتایج آدلر و فن (۱۹۷۸) همخوانی دارد که بیان می‌دارد کمترین دمای مشاهده شده در بالای ابر، با مشاهدات زمینی تگرگ و تورنادو همراه بوده اسـت. همچنـین بـا روی هـم قرارگیـری تصـاویر ماهواره با شرایط سینوپتیکی مشخص شد که هسته اصلی توفان با بیشینه امگـای منفـی منطبـق اسـت. نتـایج شاخص‌های مختلف برای سـاعت ۰۰ بـه وقـت گرینـویچ (۱۲ سـاعت قبـل از وقـوع سـیل) نشـان داد کـه شاخص‌های KO، KI، JI و VT شدت ناپایداری را قوی و توفان همرفتی شدید را پـیش‌بینـی کـرده‌انـد. ٦ شاخص نیز ناپایداری(توفان همرفتی) متوسط و فقط دو شاخص توفان همرفتی ضعیف را پیش‌بینی کرده‌انـد. سجادی (۱۳۸۷)، میرموسوی و اکبـرزاده (۱۳۸۸)، موسـوی بـایگی و اشـرف (۱۳۸۹)، صـالحی و همکـاران (۱۳۹۳) و برنا و فاخر نسب (۱۳۹۱) در بررسی شرایط ناپایداری نتایج مشابهی به دست آورده‌اند، اما از آنجـا هر یک از این شاخص‌ها از پارامترهای مختلفی برای تعیین شدت ناپایداری استفاده می‌کنند، به نظر مـی‌رسـد که در شرایط مختلف رطوبتی و دمایی دارای عملکرد یکسانی نباشند. بـرای مثـال موسـوی بـایگی و اشـرف (۱۳۸۹) مقدار شاخص Si را برای توفان مشابه ٤/٦٧- به دسـت آورده اسـت کـه نشـانگر ناپایـداری شـدید است، اما در این توفان شدید مقدار این شاخص ۱/۸- بوده است که نشانگر ناپایداری متوسط دارد. همچنـین میرموسوی و اکبرزاده (۱۳۸۸) آستانه شاخص Si برای رخـداد تگـرگ را در نمونـه‌هـای مـورد مطالعـه (۱۷ مورد) بین ۲/۷٤- و ۷+ به دست آورده است. ازاین‌رو می‌توان نتیجه گرفت که یک شاخص بـرای پـیش‌بینـی پدیده خاص (تگرگ یا سیل) در همه شرایط جوی نمی‌تواند نتیجه مناسبی بـه همـراه داشـته باشـد. بنـابراین استفاده از شاخص‌های متنوع (که از پارامترهای مختلف و متفاوت برای ارزیابی ناپایداری استفاده مـی‌کننـد)، نتایج مناسب‌تری در ارزیابی شدت ناپایداری توفان‌ها ارائه می‌دهد. همچنـین حـداکثر سـرعت قـائم در ایـن ساعت ۳۰ متر بر ثانیه پیش‌بینی شده است که با توجه با ساختار قائم جو می‌توان انتظار داشت که در صـورت وقوع توفان تندری، بیشینه سرعت قائم آن به ۳۰ متر بر ثانیه برسد، که نشان دهنده وقوع توفان تندری شـدید است.

کتابنامه

ایران پور، فخرالدین؛ حنفی، علی؛ ۱۳۹٤. تحلیل همدیدی و ترمودینامیکی توفان‌های تندری در ایستگاه هواشناسی همدان، جغرافیا و مخاطرات محیطی. سال ٤. شماره ۱۳. صص ۱۱۵–۱۳۲.

برنا، رضا؛ فاخر نسب، احمد؛ ۱۳۹۱. بررسی شاخص‌های ناپایداری Li، LCL و K در وقوع توفان‌های تندری در ایستگاه دزفول.اولین همایش ملی جغرافیا. مخاطرات محیطی و توسعه پایدار.اهواز – دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهواز.

جلالی، اروج؛ رسولی، علی اکبر؛ ساری صراف، بهروز؛ ۱۳۸۵. توفان‌های تندری و بارش‌های ناشی از آن در محدوده شهر اهر. مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی. شماره ۲٤. صص ۳۳–۱۸.

سجادی، آمنه؛ ۱۳۸۷. تحلیل ترمودینامیکی و سینوپتیکی بارش‌های سیلاب ساز استان کرمانشاه، فصلنامه جغرافیایی سرزمین. سال پنجم. شماره ۱۹. صص ۹۳–۱۰٤.

صالحی، حسن؛ ۱۳۹۰. بررسی شاخص‌های ناپایداری هنگام وقوع ناپایداری‌های شدید با استفاده از داده‌های جو بالای مشهد. پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه فردوسی مشهد. ص ۱۱٦.

صالحی، حسن؛ ثنایی نژاد، حسین؛ موسوی بایگی، محمد؛ ۱۳۹۳. بررسی شاخص‌های ناپایداری هنگام وقوع پدیده‌های آب و هوایی مخرب در مشهد. جغرافیا و مخاطرات محیطی. شماره نهم. صص ۱۱۳–۱۲۳.

عسگری، احمد؛ محبی، فرشته؛ ۱۳۸۹. مطالعه آماری– همدیدی توفان‌های تندری در استان خوزستان.چهارمین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم. ۲۹ آذر تا ۱ دی. تهران. صص ۱۱۱– ۱۱۹.

موسوی بایگی، محمد؛ اشرف، بتول؛ ۱۳۸۹. بررسی و مطالعه نمایه قائم هوای منجر به بارندگی‌های مخرب تابستانه (مطالعه موردی: مشهد. نشریه آب و خاک. جلد۲٤. شماره ۵. صص ۱۰۳٦–۱۰٤۸.

میرموسوی، حسین؛ اکبرزاده، یونس؛ ۱۳۸۸. مطالعه شاخص‌های ناپایداری در تشکیل تگرگ در ایستگاه هواشناسی تبریز. مجله فضای جغرافیایی. سال نهم. شماره ۲۵. صص ۹۵–۱۰۸.

Adler, R. F., & Fenn, D. D. (1978). Thunderstorm Intensity as Determined from Satellite Data. *Journal of Applied Meteorology*, 18, 502-517.

Barnes, G. M. (2010). Meteorological hazards in the Tropics: Severe convective storms and flash floods. Chapter in Tropical Meteorology, Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS) (www.eolss.net), sponsored by the UNESCO, 109 pp.

Buechler, D. E., Koshak, W. J., Christian, H. J., Goodman, S. J. (2014). Assessing the performance of the Lightning Imaging Sensor (LIS) using deep convective clouds. *Atmospheric Research*, *135–136*, 397–403.

Changnon, A. S. & Changnon, D. (2001). Long term fluctuation in thunderstorm activity in the United States. *Climatic Change*, 50(4), 489-503.

Genio, A.D. D. (2000). Observed and simulated vertical structure of tropical convective storms: Implications for GCM Parameterization. *Tenth ARM Science Team Meeting proceedings*, *San Antonio*, *Texas*, *March* 13-17.

Gottlieb, R. (2009). *Analysis of stability indices for severe thunderstorms in the Northeastern United States (Unpublished d*octoral dissertation). Cornell University, Ithaca, New York.

Klimowski, B. A., & Bunkers, M. J. (2002). Comments on satellite observations of a severe supercell thunderstorm on 24 July 2000 made during the GOES-11 science test. *Weather and Forecasting, 17*(5), 1111-1117.

Levizzani, V., & Setva K. M. (1996). Multispectral, high-resolution satellite observations of plumes on top of convective storms. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 53, (3), 361-369.

Morales, C. A., & Anagnostou, E. N. (2003). Extending the capabilities of rainfall estimation from satellite infrared via a long-range lightning network observations. *Journal of Hydrometeorology, 4,* 141–159.

Nisi, L., Ambrosetti, P., & Clementi, L. (2012). Combining satellite, radar and NWP data for severe convection nowcasting over the Alpine area. *The Seventh European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology, Toulouse, France, from 25th to 29th June 2012.*

Pajek M., Iwanski R., König M., & Struzik P. (2008). Extreme convective cases: The use of satellite products for storm nowcasting and monitoring. *EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*, Darmstadt, Germany.

Rasuoli, A. A.(1996). *The temporal and spatial study of thunderstorm rainfall in the greater Sydney region (Unpublished doctoral dissertation).* University of Wollongong, Wollongong, New South Wales.

Setvák, M., Rabin, R. M., Doswell, C. A., &Levizzani, V. (2003). Satellite observations of convective storm tops in the 1.6, 3.7 and 3.9 μm spectral bands.*Atmospheric Research*, *67*, 607-627.